

Pyroxènes et olivines dans le massif de Bjerkren-Sogndal (Norvège méridionale). Contribution à l'étude de la série anorthosite-mangérite

J. C. DUCHESNE, Belgique

RÉSUMÉ

Le lopolithe stratiforme du Bjerkren-Sogndal (Rogaland, Norvège) montre la série complète anorthosite-mangérite. Il est formé par la différenciation par gravité du magma plagioclasiq défini par P. Michot.

L'évolution chimique des pyroxènes (déterminée notamment par analyse à la micro-sonde) au cours de la cristallisation fractionnée montre les caractères suivants: (1) l'orthopyroxène (approx. $Mg_{72}Fe_{27}Ca_1$) cristallise d'abord seul; (2) le clinopyroxène apparaît ensuite ($Ca_{46}Mg_{41}Fe_{13}$) pour une composition de l'orthopyroxène $Mg_{66}Fe_{32}Ca_2$; (3) avec la progression de la différenciation, le Ca du clinopyroxène décroît régulièrement avec l'augmentation du rapport Fe/Mg jusqu'à une composition $Ca_{39}Mg_{14}Fe_{47}$ dans les mangérites quartziques; l'orthopyroxène devient une pigeonite inversée qui s'enrichit en Fe jusqu'à la valeur ultime de $Mg_{19}Fe_{74}Ca_7$ atteinte dans les mangérites.

L'olivine est absente dans la partie inférieure du massif (excepté une brève apparition avec la composition Fe_{71}). Elle apparaît avec la composition Fe_{50} dans les monzonorites et s'enrichit progressivement jusqu'à Fe_6 dans les mangérites quartziques.

Ces tendances sont comparées à celles d'autres massifs stratiformes. L'influence de la pression et/ou de l'activité de la silice est examinée à la lumière des données expérimentales.

INTRODUCTION

Le massif de Bjerkren-Sogndal (Bk-Sg) est situé dans la région d'Egersund (Rogaland). Il a été défini par Michot (1957) qui lui a consacré une étude de détail dont les résultats ont été synthétiquement rapportés dans plusieurs publications (Michot, 1960, 1964, 1970).

Ce massif montre la série complète anorthosite-mangérite. C'est un lopolithe stratiforme constitué à la base par des anorthosites qui passent progressivement vers le haut à des leuconorites, des norites, des monzonorites et des mangérites, pour aboutir dans la partie supérieure du massif à des mangérites quartziques.

Les roches résultent de la différenciation par gravité d'un magma que Michot (1955) a appelé "plagioclasiq" pour en souligner la caractéristique majeure: donner comme premier produit de cristallisation un plagioclase. Michot (1964, p. 971) estime que le magma originel de Bk-Sg avait une composition monzonoritique quartzifère. Aucun faciès de bordure n'a cependant été reconnu.

L'intrusion et la différenciation du magma se sont développées entièrement au cours d'une phase tectonique d'importance majeure (Michot, 1960), alors que la région entière se trouvait dans la catazone. Il s'agit donc d'un massif syncinématique profond.

Les roches présentent des caractères communément rencontrés dans les intrusions stratiformes (Wager et Brown, 1968) : texture orientée ("igneous lamination"), rubanement, dégradé fémique ("fine-scale rhythmic layering"), rythmes majeurs ("macro-rhythmic units"), etc...

Sur la base de l'évolution de la nature et des proportions des minéraux (Michot, 1964, 1970; Duchesne, 1969, 1972), une succession lithologique idéale peut être reconstituée.

Phase leuconoritique:

Stade 1: Anorthosites suivies de leuconorites constituées d'un plagioclase (andésine basique), d'un orthopyroxène (opx) et d'une hémioilménite ; une olivine magnésienne peut également cristalliser à ce stade.

Stade 2: Leuconorites suivies de norites contenant une magnétite, en plus des minéraux du stade 1.

Stade 3: Norites à orthopyroxène (opx), clinopyroxène accessoire (cpx), apatite, ilménite et magnétite titanifère.

Phase monzonoritique:

Norites à deux pyroxènes, apatite et oxydes dont le plagioclase, antiperthitique, a une teneur en An qui décroît en même temps que s'individualise le feldspath potassique et que l'on passe graduellement aux mon-zonorites. L'olivine (ferreuse) apparaît dans les monzonorites.

Phase mangéritique:

Mangérites constituées de mésoperthite, de cpx, d'opx accessoire, d'olivine et des deux oxydes. Dans les mangérites quartziques, l'olivine et les oxydes coexistent avec un seul pyroxène, clinorhombique.

La température et la f_{O_2} du magma étaient de 900-975°C et de 10^{-11} atm. dans le stade 2 et ont évolué jusqu'à 750-800°C et 10^{-16} atm. dans les mangérites quartziques (Duchesne, 1972).

MÉTHODES D'ÉTUDE

Des roches caractéristiques des principaux stades de l'évolution du magma ont été sélectionnées en vue d'établir les grandes tendances de l'évolution chimique des pyroxènes et de l'olivine (Tableaux 1 et 2, Fig. 1a).

Les résultats ont été obtenus pour la plupart par microanalyse à la sonde électronique "Geoscan", en suivant la méthode de Sweatman et Long (1969). Plusieurs pyroxènes contiennent des démixtions localement suffisamment grossières pour se prêter à une analyse ponctuelle, soit des démixtions (anal. 3e, 4e, 8e, Tableau 1), soit de la phase hôte (anal. 4h, 8h) ; d'autres, par contre, contiennent des démixtions suffisamment fines et régulièrement réparties pour qu'une analyse de la composition globale du pyroxène soit possible en agrandissant le diamètre du faisceau de la sonde à une valeur d'environ 30 μ m (anal. 3 et 8). La séparation minéralogique préalable à l'analyse chimique totale (anal. 9a) ou partielle (anal. 1, 7 et 7a) par voie humide, a permis d'éviter cette difficulté¹.

Pour les olivines, la méthode de détermination par diffraction X de Yoder et Sahama (1957) a été utilisée dans quatre cas, conjointement à la microanalyse à la sonde. Vu l'excellent accord des deux méthodes, la diffraction X a été seule utilisée dans deux cas.

En ce qui concerne les microstructures des pyroxènes, il faut mentionner que les cpx primaires 7a, 8a et 9a contiennent deux séries de lamelles de pyroxène pauvre en Ca: les premières, relativement épaisses, sont disposées dans les plans 001 (pigeonite inversée et appauvrie en Ca par diffusion) ; les secondes, fines et abondantes, dans les plans 100 (formées en dessous de la température d'inversion de la pigeonite).

Dans la mangérite TII, la proportion des deux types de démixtion peut, d'un grain à l'autre, varier entre deux extrêmes: le grain peut ne contenir que des lamelles 001 (anal. 8e), généralement épaisses (jusque 30 μ m) et peu nombreuses, la phase hôte (anal. 8h) étant riche en Ca; ou bien, seules sont présentes de fines lamelles 100, très serrées (anal. 8a).

Dans les roches 6482 et 66216, les seuls silicates sont soit de l'olivine soit de l'olivine et du cpx. Stratigraphiquement, ces roches appartiennent à la phase monzonoritique. L'absence d'un ou des deux pyroxènes doit par conséquent être la conséquence d'un triage des minéraux particulièrement actif au stade de l'accumulation.

¹ Sauf pour l'opx 6460, qui présente des démixtions en granules ("blebby exsolutions" de Brown, 1967a) trop grossières pour que les proportions vis-à-vis de la phase hôte aient pu être respectées au cours de la séparation minéralogique, les teneurs en Ca mesurées sur le produit séparé augmentant avec la granulométrie à laquelle était broyée la roche. Des valeurs allant jusqu'à 3.7% CaO ont été mesurées sans qu'on puisse être certain d'avoir atteint la concentration réelle. Celle-ci cependant doit être inférieure à celle mesurée sur la totalité de la fraction pyroxénique de la roche (anal. 4a).

TABLEAU 1 —Analyse Chimique des Pyroxènes

Echant.		66187	64 23	6444			6460				66216	66209		T II				261 H
N° anal		1 ⁽²⁾ Opx	2 Opx	3 Opx	3a Cpx	3e Cpx	4h Opx	4a Cpx	4e Cpx	4S ⁽²⁾ Cpx +Opx	6a Cpx	7 ⁽²⁾ Opx	7 ⁽²⁾ Cpx	8 Opx	8a Cpx	8h Cpx	8e Opx	9a ⁽²⁾ Cpx
SiO ₂			52.55	53.07	52.42	52.55	51.22	51.77	51.60		49.99			47.08	49.00	48.86	47.58	48.68
Al ₂ O ₂			2.90	1.43	2.39	2.34	1.24	2.14	2.27		2.16			0.49	0.98	1.09	0.47	1.16
TiO ₂			0.27	0.18	0.43	0.40	0.14	0.42	0.37		0.57			0.14	0.22	0.22	0.19	0.25
Fe ₂ O ₃		4.1								4.8		4.7	3.55					3.28
FeO ⁽¹⁾		12.6	17.31	20.66	8.71	7.78	26.60	11.77	10.80	19.7	16.68	33.8	18.32	42.28	27.00	24.26	44.18	23.85
MnO		0.23	0.27	0.37	0.17	0.17	0.55	0.30	0.27		0.32	0.73	0.39	1.07	0.64	0.53	1.12	0.62
MaO		27.2	25.48	23.44	13.73	14.08	18.93	12.57	12.69	18.0	9.81	10.1	8.36	5.56	4.90	5.08	5.48	4.34
CaO		0.83	0.57	1.07	21.57	22.01	0.75	20.56	21.60	4.7	20.35	2.3	17.46	2.84	17.00	19.77	0.77	16.93
Na ₂ O							0.13	0.66	0.66					0.11	0.42			0.66
Total			99.76	100.22	99.42	99.33	99.54	100.19	100.26		99.88			99.57	100.16	99.82	99.79	99.80
Formules des pyroxènes analysés (sur la base de 6 atomes d'oxygène)																		
Z WXY	Si		1.929	1.959	1.957	1.958	1.969	1.947	1.938		1.931			1.975	1.969	1.961	1.995	1.958
	Al		0.071	0.041	0.043	0.042	0.031	0.053	0.062		0.069			0.024	0.031	0.039	0.005	0.042
	Al		0.054	0.021	0.062	0.061	0.024	0.042	0.039		0.029			—	0.013	0.013	0.018	0.013
	Ti		0.037	0.005	0.012	0.011	0.004	0.012	0.011		0.017			0.004	0.006	0.007	0.006	0.008
	Fe		0.527	0.638	0.272	0.242	0.836	0.370	0.339		0.539			1.484	0.913	0.814	1.550	0.902
	Mn		0.008	0.012	0.005	0.005	0.038	0.009	0.009		0.010			0.038	0.022	0.018	0.040	0.021
	Mg		1.383	1.289	0.764	0.782	1.085	0.705	0.710		0.565			0.348	0.295	0.304	0.343	0.260
	Ca		0.022	0.042	0.863	0.879	0.031	0.829	0.869		0.842			0.128	0.736	0.850	0.035	0.730
	Na						0.010	0.047	0.048					0.008	0.016			0.052
Z			2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00		200			2.30	2.00	2.00	2.00	2.00
WXY			200	2.01	1.98	1.98	2.01	2.01	2.02		2.00			2.01	2.00	2.01	199	1.99
Pourcent atomique																		
Mg		73.7	71.6	65.5	40.4	44.1	55.6	37.0	37.0	51.6	29.0	30.5	25.3	17.8	15.2	15.5	17.8	13.8
Fe		24.7	27.2	32.4	14.4	12.7	42.8	19.4	17.7	38.7	27.7	64.5	36.6	75.7	47.0	41.3	80.4	47.6
Ca		1.8	1.1	2.1	45.3	46.4	1.6	43.6	45.3	9.7	43.2	5.0	38.1	6.5	37.8	43.2	1.8	38.6

⁽¹⁾ Fer total (sous forme de FeO) si la teneur en Fe₂O₃ n'est pas donnée. ⁽²⁾ Analystes: I Roelands & G. Bologne

TABLEAU 2 — *Analyse Chimique des Olivines*

Echant.	6423	6482	66216	66209	T II	66261
N° Anali.	2o	5o	6o	7o ⁽²⁾	8o	9o ⁽²⁾
SiO ₂	37.68	33.00	31.61		30.34	
TiO ₂	0.00	0.05	0.10		0.03	
Al ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05		0.12	
FeO ⁽¹⁾	26.34	42.45	54.25		64.93	
MnO	0.29	0.51	0.82		1.21	
MgO	35.69	23.79	12.47		3.0	
CaO	0.03	0.00	0.08		0.015	
Total	100.08	99.85	99.38		100.15	
Formules des olivines analysées (sur la base de 4 atomes d'oxygène)						
Si	0.999	0.960	0.986		1.005	
Al	0.002	0.002	0.002		0.001	
Ti	0.000	0.001	0.003		0.005	
Fe	0.584	1.031	1.415		1.798	
Mg	1.410	1.032	0.580		0.148	
Mn	0.007	0.013	0.021		0.034	
Ca	0.001	0.000	0.002		0.002	
YVI	2.00	2.08	2.02		1.99	
Fo	70.7	50.0	29.1	19	7.6	6
Fa	29.3	50.0	70.9	81	92.4	94

⁽¹⁾ Fer total exprimé sous forme de FeO.

⁽²⁾ Détermination par diffraction X (Yoder & Sahama. 1957).

ANNEXE AUX TABLEAUX 1 ET 2

66187 : Leuconorite du stade 1 : opx (1) avec rares démixtions 100.

6423 : Leuconorite du stade 1 : opx homogène (2) — olivine (2o).

6444 : Norite du stade 3 : opx (3) avec démixtions 100, localement granuleuses (3e) — cpx primaire (3a) homogène et accessoire.

6460 : Norite du stade 8 : opx (pigeonite inversée) avec démixtions en granules ("blebby exsolutions") (4e) et lamelles dans les plans 100 de la phase hôte (4h) — cpx primaire (4a) homogène et accessoire.

6482 : Péridotite à minerais noirs de la phase monzoritrique : olivine (5o).

66216 : Péridotite pyroxénique à m. noirs de la phase monzoritrique : olivine (6o) — cpx homogène (6a).

66209 : Mangéromonzonite : olivine (7o) — opx (pigeonite inversée) (7) A très fines démixtions 100 — cpx (7a) à démixtions 001 et 100.

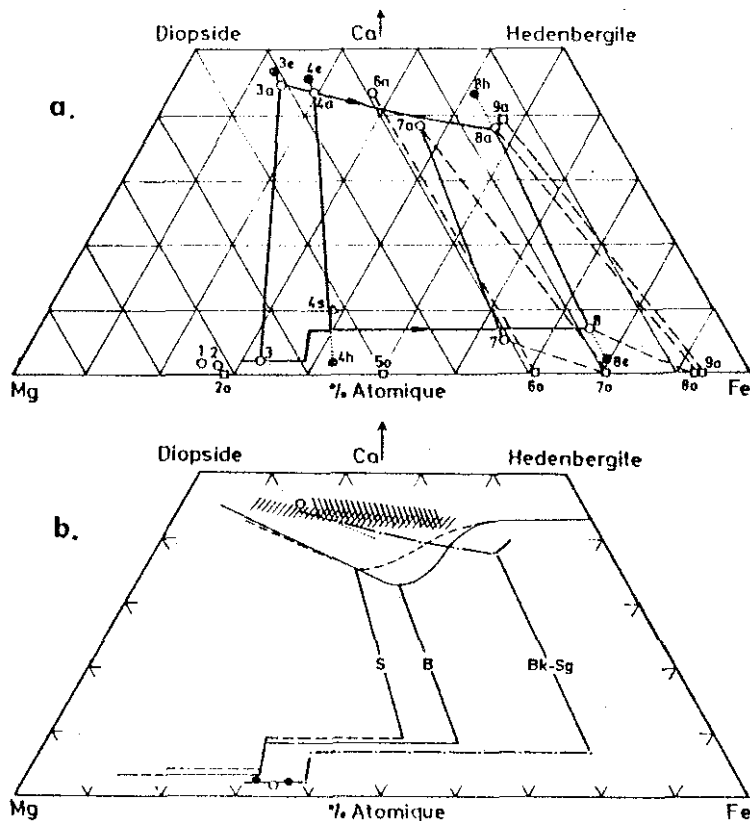
TII : Mangérite : olivine (8o) — opx (pigeonite inversée) (8) à démixtions 100,accessoire — cpx (8a) avec démixtions (8e) dans les plans 001 de la phase hôte (8h) et/ou très fines démixtions 100.

66261 : Mangérite quartzique : olivine (9o) — epx (9a) à fines démixtions 001 et 100.

La description détaillée de la provenance et de la position stratigraphique des échantillons est donnée dans
Duchesne (1969, 1972).

FIGURE 1a— Points représentatifs des analyses portés dans le quadrilatère En-Fs-Di-He. Les numéros se rapportent aux analyses des Tableaux 1 et 2. Carrés: olivines; cercles vides: cpx et opx; cercles pleins: démixtions ou phases hôtes; triangle : somme cpx + opx. Les liens entre minéraux d'une même roche sont figurés par un trait fin et/ou des tirets. Les traits pleins définissent les courbes d'évolution des cpx et des opx, les flèches marquent le sens de l'évolution.

FIGURE 1b— Comparaison entre les courbes d'évolution des pyroxènes dans différents massifs. Bk-Sg: Bjerkrem-Sogndal (traits d'axe); S. Sknergaard (tirets) (d'après Wager & Brown, 1968) ; B, Bushveld (trait continu) (d'après Atkins, 1969). Pour ces trois massifs, les liens joignant le dernier opx au cpx qui l'accompagne ont été tracés. Les pointillés se rapportent aux cpx de la "série de Morin" dans la province de Grenville (Philpotts, 1966). Les hachures inclinées NE-SW schématisent l'évolution des cpx de l'intrusion de Michikamau (Emslie, 1970); les hachures NW-SE, celle des cpx du massif de St Regis (Davis, 1970). Ces compositions déterminées par microsonde dans le premier cas et optiquement dans le second, se rapportent à la phase hôte et ne tiennent pas compte des exsolutions d'opx. Ceci peut expliquer les allures divergentes de l'évolution des cpx dans ces deux massifs par rapport à celle de Bjerkrem-Sogndal. Les courbes d'évolution des opx coexistent avec les cpx ne sont pas tracées pour St Regis et la série de Morin. Seuls deux points (cercles pleins) de l'évolution des opx de Michikamau sont figurés; ils se rapportent à des opx qui ne sont pas des pigeonites inversées (Emslie, 1970, p. 167). Les cercles vides figurent une association cpx-opx dans les norites du Lac Allard (Hargraves, 1962).



ÉVOLUTION CHIMIQUE DES PYROXENES

Les résultats obtenus permettent de définir l'allure générale des courbes d'évolution des opx et des cpx au cours de la cristallisation fractionnée (Fig. 1a). La comparaison avec d'autres massifs anorthositiques (Philpotts, 1960 ; Emslie, 1970; Davis, 1970; Hargraves, 1962) (Fig. 1b) corrobore dans ses grandes lignes l'évolution des cpx et permet de fixer l'apparition des pigeonites inversées à environ Mg_{60} . L'évolution des deux pyroxènes de Bk-Sg montre cependant un enrichissement en fer plus marqué, la dernière association opx-cpx ayant une teneur en Fe particulièrement élevée, proche du maximum rapporté dans la nature pour une telle association (Lindsley et Munoz, 1969; Smith, 1970). Les démixtions d'une pigeonite inversée du Skaergaard (Boyd et Brown, 1969) ont une composition proche de celles rapportées ici.

La distribution du Fe^{2+} et du Mg^{2+} entre les deux pyroxènes de la roche 66209 (seul cas où Fe^{2+} et Fe^{3+} ont été distingués) donne en appliquant la relation proposée par Bartholomé (1962), une valeur de 1.5 qui n'est pas significativement différente de la valeur de 1.4 avancée par cet auteur pour les associations magmatiques. En substituant dans la même relation le Fe total au Fe^{2+} , on obtient des valeurs très voisines pour les associations 6444, 66209 et TIL. Cette concordance se matérialise à la fig. 1a par un changement progressif de l'inclinaison des liens opx-cpx. Les coefficients de partage de Fe et Mg entre olivine et opx satisfont à la relation de Medaris (1969), ce qui confirme l'existence d'un équilibre entre les deux minéraux.

Mn dans les deux pyroxènes augmente dans la différenciation. Son coefficient de partage entre cpx et opx, $\alpha = (\text{Mn})_{\text{cpx}} : (\text{Mn})_{\text{opx}}$ est constant et voisin de 0.6. Al_2O_3 diminue dans les deux pyroxènes au cours de l'évolution et les teneurs présentent peu de différence avec celles rapportées au Skaergaard (Wager et Brown, 1968) et au Bushveld (Atkins, 1960).

COMPARAISON AVEC LE SKAERGAARD ET LE BUSHVELD

La comparaison avec l'évolution des pyroxènes et de l'olivine au Skaergaard et au Bushveld (Fig. 1b) permet de dégager les différences suivantes, propres à Bk-Sg: (1) les cpx sont nettement plus riches en Ca, les opx légèrement moins riches; (2) le dernier cpx en équilibre avec un opx est considérablement plus riche en fer; (3) le point de départ de la courbe d'évolution des pigeonites inversées est légèrement déplacé vers les teneurs riches en fer (il est fixé au Skaergaard à Mg_{70} (Wager et Brown, 1908, p. 44), au Bushveld, à Mg_{65-70} (Atkins, 1969, p. 240), à Bk-Sg, à Mg_{60}); (4) la série des olivines est interrompue sur un intervalle de compositions sensiblement identique dans les trois intrusions (approximativement 20 % mol. Fo); à Bk-Sg, la disparition de l'olivine est plus hâtive (Fo_{70}) qu'au Skaergaard (Fo_{57} - Wager et Brown, 1968, p. 38) mais identique au Bushveld (Fo_{68} - Wager et Brown, 1968, p. 388).

Dans le système En-Fs-Di-He, la position du solvus est de toute évidence moins influencée que celle du solidus par les variations de composition chimique du liquide ou les variations de la pression. Les compositions voisines des exsolutions dans les pyroxènes du Skaergaard et le Bk-Sg en constituent d'ailleurs un indice. La différence de position des courbes d'évolution de Bk-Sg par rapport au Skaergaard et au Bushveld ne peut par conséquent s'expliquer que par un abaissement des températures du solidus. Ce mécanisme interviendrait également, mais avec moins d'ampleur, pour justifier les différences entre le Skaergaard et le Bushveld (Atkins, 1969).

Brown (1967b) a vérifié expérimentalement l'augmentation avec la pression de la température d'inversion d'une pigeonite. Ceci peut rendre compte du déplacement du point de départ de la courbe d'évolution des pigeonites inversées observé à Bk-Sg. Un résultat similaire peut toutefois être aussi obtenu en abaissant les températures du solidus par rapport à la courbe des températures d'inversion, dans le schéma T-composition des opx proposé par Brown (1957).

A quoi la dépression du solidus doit-elle être attribuée? L'influence de $f_{\text{H}_2\text{O}}$ du magma peut, semble-t-il, être rejetée. A Bk-Sg, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ devait être très faible car on y observe une évolution par augmentation du caractère réducteur du magma jusqu'à de très faibles valeurs de f_{O_2} . La pression totale devait être plus forte à Bk-Sg qu'au Skaergaard et au Bushveld, intrusions moins profondes. Cependant, comme son augmentation tend à élever les températures de cristallisation, son influence à Bk-Sg a dû être compensée et inversée par celle des facteurs chimiques.

On peut considérer que l'activité de Na (dont les propriétés de fondant sont bien connues) devait être plus élevée à Bk-Sg: à égalité de composition des pyroxènes, le plagioclase de Bk-Sg est moins riche en An que dans les autres intrusions et cet écart (environ 20% An) semble trop important pour être justifié par la simple augmentation avec la pression totale de la température de cristallisation des plagioclases (Lindsley, 1966; Green, 1970).

L'activité (le SiO_2 devait également être plus élevée à Bk-Sg : les teneurs relativement peu élevées en Al des pyroxènes suggèrent une teneur en SiO_2 élevée, facteur qui ne favorise pas la formation de la molécule de Tschermak et peut compenser l'effet de la pression (Brown, 1967a). Par analogie avec le système MgO-FeO-SiO_2 (Bowen et Shairer, 1935), la disparition hâtive des olivines magnésiennes de Bk-Sg peut également s'expliquer par une augmentation du contenu en SiO_2 du magma initial.

Il reste cependant troublant de constater les analogies frappantes que présentent les courbes d'évolution des pyroxènes de Bk-Sg, de Michikamaun et de St Regis quoique les compositions des magmas originels, déduites des études géologiques, soient nettement différentes: monzonoritique quartzifère à Bk-Sg (Michot, 1964),

basaltique riche en Al à Michikamau (Emslie et Lindsley, 1968), anorthositique gabbroïque à St Regis (Davis, 1970).

Lindsley et Munoz (1969) ont suggéré que a_{SiO_2} était le facteur dominant contrôlant la teneur en Fe du dernier opx en équilibre avec un cpx et de l'olivine.

En effet, $(\text{Fe}_2\text{SiO}_4)_{\text{oi}} \mid (\text{SiO}_2)_{\text{liqu.}} \rightleftharpoons (\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6)_{\text{opx}}$

$$\text{Et } K(P,T) = \frac{(a_{\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6})}{(a_{\text{Fe}_3\text{SiO}_4})(a_{\text{SiO}_2})}$$

Il fait peu de doute que, à Bk-Sg, au moment de la disparition de l'opx, l'activité de SiO_2 devait être très voisine de l'unité et par conséquent plus élevée que dans les autres intrusions. En effet, dans les mangérites quartziques qui constituent le stade suivant de l'évolution, le quartz coexiste avec un cpx et une olivine de compositions très voisines de celles observées en équilibre avec le dernier opx. On doit également remarquer qu'une augmentation de $a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_2}$ produit sur $a_{\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6}$ le même effet. Comme l'olivine (Fo_8) coexistant à Bk-Sg avec le dernier opx est nettement plus riche en fer qu'au Skaer-gaard (Fo_{34} - Wager et Brown, 1968, p. 27) et au Bushveld (Fo_{27-30} - Atkins, 1969), on peut penser que ce facteur est également intervenu pour augmenter $a_{\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6}$. D'autre part, comme l'ont montré Olsen et Mueller (1966) et Smith (1970), la pression totale, en augmentant, favorise également la stabilité d'opx de plus en plus riches en fer. Cette intervention à Bk-Sg ne peut pas non plus être exclue. Une meilleure connaissance expérimentale du système En-Fs-Di-He dans la région des teneurs élevées en fer reste cependant nécessaire pour dissocier les influences de la pression et de la composition chimique.

REMERCIEMENTS

Cette étude, proposée par P. Michot, a été menée en partie au Département de Minéralogie et Pétrologie de l'Université de Cambridge, Grande-Bretagne, pendant un séjour d'étude subsidié par la Royal Society de Londres. L'auteur voudrait remercier spécialement J. V. P. Long, qui l'a guidé dans les analyses à la sonde, et S. R. Nockolds pour ses encourageantes discussions.

Toute sa reconnaissance va également à P. Bartholomé, qui a revu et discuté le manuscrit, et à I. Roelandts, qui a effectué les analyses par voie humide.

OUVRAGES CITÉS

- Atkins, F. B., 1969. Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. *J. Petrology*, 10, p. 222-249.
- Bartholomé, P., 1962. Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. *In* Engel, A. E. J., *et al.* (Ed.) *Pétrologie Studies: a volume in honor of A. F. Buddington*, Geol. Soc. Amer., p. 1-21.
- Boyd, F. R., and Brown, G. M., 1968. Electron-probe study of pyroxene exsolution. *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, 67, p. 86-87.
- Bowen, N. L., and Schairer, J. F., 1935. The system MgO-FeO-SiO_2 . *Am. J. Sci.*, 29, p. 151-217.
- Brown, G. M., 1967. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Miner. Mag.*, 21, p. 511-543.
- Brown, G. M., 1967a. Mineralogy of basaltic rocks. *In* Hess, H. H., and Poldervaart, A. (Ed.) *Basalts*. Interscience, New York, 1, p. 103-162.
- Brown, G. M., 1967b. Experimental studies on inversion relations in natural pigeonitic pyroxenes. *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, 66, p. 347-353.
- Davis, B. T. C., 1970. Anorthositic and quartz syenitic series of the St. Regis quadrangle, New York. *In* Isachsen, Y. W. (Ed.) *Origin of Anorthosite and Related Rocks*, N.Y. State Mus. Sci. Serv. Mem., 18, p. 281-288.

- Duchesne, J. C., 1969. Les minerais noirs dans le massif magmatique stratiforme de Bjerkrem-Sogndal (Rogaland) et leur évolution dans la différenciation. Thèse Dr.Sc Non-publiée, Université de Liège.
- Duchesne, J. C., 1972. Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, Southwestern Norway. *J. Petrology*, 13, p. 57-81.
- Emslie, R. F., 1970. Crystallisation and differentiation of the Miehikamau Intrusion. *In* Isaachsen, Y. W. (Ed.) *Origin of Anorthosite and Related Rocks*. N.Y. State Mus. Sci. Serv. Mem., 18, p. 163-174.
- Emslie, R. F., and Lindsley, D. H., 1908. Experiments bearing on the origin of anorthositic intrusions. *Yb. Carnegie Instn. Wash*, 07, p. 108-112.
- Green, T. H., 1970. Experimental fractional crystallisation of quartz diorite and its application to the problem of anorthosite origin. *In* Isaachsen, Y. W. (Ed.) *Origin of Anorthosite and Related Rocks*. N.Y. State Mus. Sci. Serv. Mem., 18, p. 23-30.
- Hargraves, R. C., 1962. Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Quebec. *In* Engel, A. E. J., et al. (Ed.) *Petrologic Studies: a volume in honor of A. F. Buddington*. Geol. Soc. Amer., p. 163-190.
- Lindsley, D. H., 1966. Melting relations of plagioclase at high pressures. *Yb Carnegie Instn. Wash.*, 65, p. 204.
- Lindsley, D. H., and Munoz, J. L., 1969. Subsolidus relations along the join hedenbergite-ferrosilite. *Am. J. Sci.*, 267A, p. 295-324.
- Medaris, L. G., 1969. Partitioning of Fe^{++} and Mg^{++} between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene. *Am. J. Sci.*, 207, p. 945-908.
- Michot, P., 1955. Anorthosites et anorthosités. *Bull. Acad. R. Belgique, Cl. Sci.*, 6e s., t. 41, p. 275-294.
- Michot, P., 1957. Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. *Geol. Rund.*, 46 (1), p. 147-173.
- Michot, P., 1900. La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la paléogénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège méridionale). XXIe Session Int. Norden, Livret-guide de l'excursion AS). *Norges Geol. Unders.*, 212g, p. 1-54.
- Michot, P., 1964. Le magma plagioclasiq. *Geol. Rund.*, 54, p. 950-976
- Michot, P., 1970. The geological environment of the anorthosites in South Rogaland (Norway). *In* Isaachsen, Y. W. (Ed.) *Origin of anorthosite and related rocks*. N.Y. State Mus. Sci. Serv. Mem., 18, p. 411-423.
- Olsen, E., and Mueller, R. F., 1906. Stability of orthopyroxene with respect to pressure, temperature and composition. *J. Geol.*, 74, p. 020-625.
- Philpotts, A. R., 1906. Origin of the anorthosite-mangerite rocks in Southern Quebec. *J. Petrol.*, 7, p. 1-64.
- Smith, Douglas, 1970. Iron-rich pyroxenes. *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, 09, p. 285-290.
- Sweatman, T. R., and Long, J. V. P., 1909. Quantitative electron-probe microanalysis of rock-forming minerals. *J. Petrol.*, 10, p. 332-379.
- Wager, L. R., and Brown, G. M., 1968. Layered igneous rocks. Oliver and Boyd Ltd., Londres, 588 p.
- Yoder, H. S., and Sahama, T., 1957. Olivine X-ray determinative curve. *Am. Mineral.*, 42, p. 475-491.